



HAL
open science

Influence du sol et de la végétation sur le développement de circulations à mésoéchelle

Jean-Francois Mahfouf, Evelyne Richard, Patrick Mascart

► **To cite this version:**

Jean-Francois Mahfouf, Evelyne Richard, Patrick Mascart. Influence du sol et de la végétation sur le développement de circulations à mésoéchelle. Note I.O.P.G n°85, Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy de Dôme. 1986. hal-04464446

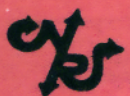
HAL Id: hal-04464446

<https://hal.science/hal-04464446>

Submitted on 18 Feb 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

 i.n.a.g.

université
de
clermont II



INSTITUT ET OBSERVATOIRE DE PHYSIQUE DU GLOBE DU PUY DE DOME

Influence du sol et de la végétation
sur le développement
de circulations à mésoéchelle

par

J.F. MAHFOUF, E. RICHARD et P. MASCART

Note IOPG n° 85

Juillet 1986

OBSERVATOIRE DU PUY DE DOME
12, AVENUE DES LANDAIS
63000 CLERMONT-FERRAND

CENTRE DE RECHERCHES ATMOSPHERIQUES
CAMPISTROUS - CIDEX B 47
65300 LANNEMEZAN

ISSN 0241-6026

INSTITUT ET OBSERVATOIRE DE PHYSIQUE DU GLOBE DU PUY DE DOME

INFLUENCE DU SOL ET DE LA VEGETATION
SUR LE DEVELOPPEMENT DE CIRCULATIONS A MESOECHELLE

par

J.F. MAHFOUF, E. RICHARD et P. MASCART

Note I.O.P.G. n° 85

Juillet 1986

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
RESUME	3
I - INTRODUCTION	4
II - DESCRIPTION DU MODELE	5
A - Couche limite planétaire	5
B - Traitement de la température et de l'humidité en surface	6
C - La végétation	7
D - Le rayonnement	8
III - EXPERIENCES NUMERIQUES	8
A - Conditions initiales et en surface	8
B - Etude d'une brise de mer	9
a/ Structure dynamique	9
b/ Structure thermique et turbulente	10
C - Influence de la texture du sol	11
D - Influence de la végétation	12
E - Effets conjugués du sol et de la végétation	14
IV - CONCLUSION ET PERSPECTIVES	15
REFERENCES	18
Tableau 1 à 5	
Figures 1 à 12	

RESUME

Un modèle bidimensionnel à mésoéchelle incluant une représentation détaillée de la couche limite planétaire, du sol et de la végétation est développé. Une brise de mer sur terrain plat est simulée, confirmant l'aptitude du modèle à reproduire les propriétés connues de ce phénomène mésoéchelle. La réponse atmosphérique à des hétérogénéités de surface (sol et végétation) est ensuite examinée, en conditions non perturbées et sur terrain plat. Les résultats révèlent l'importance de la texture du sol sur sa disponibilité en eau. La zone de transition entre un sol nu et une végétation apparaît être un lieu privilégié pour l'initiation de la convection humide. La végétation a un rôle régulateur, réduisant l'écart entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente sur des surfaces très sèches ou très humides.

I - Introduction

Ces dernières années ont vu le développement de nombreux modèles numériques à mésoéchelle permettant l'étude et la reproduction de systèmes atmosphériques aussi variés que les brises de mer (Mahrer et Pielke, 1978), les perturbations frontales (Ross et Orlanski, 1982), les cyclones tropicaux (Rosenthal, 1978) ou les lignes de grain (Pointin, 1985). Ces études ont fait ressortir l'importance du rôle joué par la couche limite atmosphérique et l'interface sol-atmosphère, ainsi que la nécessité pour les modèles numériques d'en avoir une représentation détaillée.

Concernant les transferts turbulents dans la couche limite planétaire (CLP), Anthes et al. (1980) ont montré l'intérêt d'une représentation à plusieurs niveaux, par rapport à une représentation intégrale dans la description de brises de mer sur terrain plat et en présence de topographie complexe. En effet, un modèle intégral ne rend pas compte de la baroclinicité au dessus de la CLP, au niveau de la transition terre-mer. Ce défaut se traduit pour l'écoulement de brise par une stationnarité du front. Dans une étude plus récente, Anthes et al. (1982), bien que proposant une version améliorée de leur modèle intégral, concluent que ce type de représentation de la CLP, ne permet pas un ajustement correct des champs de vent et de masse au-dessus de la CLP. Même pour des phénomènes de mésoéchelle induits par des instabilités de grande échelle comme les fronts, Keyser et Anthes (1982) révèlent la supériorité d'une représentation de la CLP à plusieurs niveaux. Aussi, la plupart des modèles atmosphériques de moyenne échelle, dont la maille est inférieure à une cinquantaine de kilomètres, possèdent une représentation de la CLP à plusieurs niveaux (Zhang et Anthes, 1982; McNider et Pielke, 1981; Ross et Orlanski, 1982). Ces modèles utilisent en général une formulation des flux turbulents au moyen du concept de diffusion turbulente, avec diverses expressions du coefficient de diffusion (formule analytique, fonction du nombre de Richardson local, fonction de l'énergie cinétique turbulente moyenne,...).

Une étude comparative récente de trois modèles de CLP (Mahfouf et al., 1986) indique des résultats très voisins pour l'évolution diurne des paramètres moyens à la fois dans des conditions homogènes horizontalement (jour 33 de l'expérience Wangara) et pour l'étude d'une brise de mer en Floride. Ces tests n'ont certes pas valeur générale, notamment des recherches sont à poursuivre sur l'interaction CLP-topographie-nuages, mais nous pouvons dès à présent tirer plusieurs conclusions concernant la représentation de la CLP dans les modèles mésoéchelle. Les nombreuses campagnes de couche limite (Kansas, Wangara, Voves,...) ont permis de mettre au point un ensemble cohérent de schémas capables de simuler de manière réaliste l'évolution diurne de la couche convective sèche. Il apparaît que c'est davantage la valeur des flux en surface qui conditionne l'évolution diurne de la basse atmosphère que la façon de représenter la propagation verticale de la chaleur et de l'humidité dans la CLP, pourvu que cette dernière soit suffisamment bien résolue. C'est ce que confirment les études de sensibilité effectuées dans un cadre monodimensionnel par McCumber et Pielke (1981) et Zhang et Anthes (1982).

Le problème posé par la nécessité de connaître ces flux en surface est complexe pour deux raisons principales. Ces flux dépendent directement des caractéristiques de la surface comme son albédo, sa rugosité ou sa disponibilité en eau. Or, ces paramètres sont nombreux et très variables, aussi bien spatialement que temporellement. Par ailleurs, il n'existe actuellement aucun ensemble cohérent de données à la fois pour le sol, l'interface et l'atmosphère sur un domaine d'extension mésoéchelle, qui permette de valider les modèles d'interface. C'est pour ces raisons que les variables à la limite inférieure des modèles de mésoéchelle sont souvent représentées de manière très schématique.

Un certain nombre de tests de sensibilité sur l'influence du développement de circulations à mésoéchelle vis à vis des conditions en surface ont été effectués ces dernières années. Citons les travaux de Garrett (1982), qui a montré que la couverture végétale, l'humidité du sol et la rugosité affectaient la localisation de cellules convectives par l'intermédiaire du développement de la CLP. Plus récemment, Diak et al. (1986) indiquent que les taux de précipitations au sol dépendent fortement du type de spécification pour la température de surface. Toutefois, ces études ont été réalisées sur des situations météorologiques complexes pour lesquelles le rôle joué par l'interface sol-atmosphère n'apparaît pas toujours clairement et où il est difficile d'évaluer l'influence des divers paramètres ajustables.

Dans ce cadre de la représentation de l'interface sol-atmosphère dans les modèles de mésoéchelle, l'objet du présent article est d'effectuer un ensemble de tests de sensibilité à l'aide d'un modèle bidimensionnel. Afin d'isoler l'influence des conditions en surface, seules seront envisagées des situations météorologiques sur terrain plat, par ciel clair dans un environnement synoptique non perturbé. L'aspect original du travail tient à l'utilisation d'un modèle comportant un ensemble de paramétrisations détaillées pour la couche limite, le sol et la végétation. Cette richesse nous permettra d'aborder ici des effets tels que l'influence de la texture du sol ou du couvert végétal sur la génération de circulations à mésoéchelle. Il sera alors possible de dégager quelques paramètres-clefs nécessitant une représentation précise en modélisation ou devant faire l'objet de mesures expérimentales pour une calibration des modèles. Cette étude se situe en amont du développement d'une version tridimensionnelle qui, dans un avenir proche, pourra être confrontée aux données de la campagne Hapex-Mobilhy (André et al., 1986) laquelle se propose l'évaluation des diverses composantes du bilan hydrique sur un domaine de 100*100 km².

II-Description du modèle

Le modèle numérique utilisé est une version bidimensionnelle du modèle hydrostatique aux équations primitives développé par Nickerson et al. (1986). Nous ne présentons ici que les modifications relatives à la représentation de l'interface sol-atmosphère.

A-Couche limite planétaire

Les flux turbulents sont exprimés au moyen du concept de coefficients de diffusion turbulente. Ces derniers s'écrivent en fonction de l'énergie cinétique turbulente moyenne e (ECT) sous la forme :

$$K = a.1\sqrt{e}$$

où a est une constante empirique et l une longueur de mélange.

L'ECT est calculée comme variable pronostique supplémentaire du modèle. On se reportera à Mahfouf et al. (1986) pour son expression détaillée dans le système de coordonnées du modèle.

Le point délicat des méthodes en ECT est la spécification de la longueur de mélange. Plutôt que d'utiliser la relation classique de Blackadar, nous choisissons la formulation de Therry et Lacarrère (1983), issue d'une calibration détaillée à partir de mesures expérimentales et des résultats de modélisations à l'ordre supérieur. Ces auteurs suggèrent aussi l'introduction d'un contre-gradient en température dans l'expression du flux de chaleur sensible, et en proposent une expression simple.

B-Traitement de la température et de l'humidité en surface

La température et l'humidité de surface sont obtenues par la résolution simultanée des bilans d'énergie et d'eau à l'interface sol-atmosphère. Les flux de chaleur H_s et d'humidité W_s dans le sol au niveau de la surface s'écrivent :

$$H_s = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z}$$

$$W_s = -\rho_w K_\eta \frac{\partial (\psi + z)}{\partial z}$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau liquide, ψ le potentiel hydrique de l'eau du sol, K_η la conductivité hydraulique du sol et λ sa conductivité thermique

Ces flux se déduisent de la résolution à 13 niveaux dans le premier mètre de sol des équations de diffusion pour la température T_s et la teneur en eau volumique η :

$$\rho_c \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_\eta}{\partial z}$$

où ρ_c est la capacité calorifique du sol et D_η sa diffusivité hydraulique

McCumber et Pielke (1981) ont fourni un ensemble de relations d'état reliant les variables ψ , K_η , D_η , ρ_c et λ à l'humidité du sol.

$$\psi = \psi_s \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^b \quad (1) \quad K_\eta = K_{\eta_s} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b+3} \quad D_\eta = -\frac{b K_{\eta_s} \psi_s}{\eta} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{b+3}$$

$$p_c = (1 - \eta) \rho_s c_i + \eta \rho_w c_w$$

$$\lambda = \begin{cases} 4.19 \exp(-p_f - 2.7) & , \text{ si } p_f \leq 5.1 \\ 0.172 & , \text{ si } p_f > 5.1 \end{cases}$$

où $p_f = \log_{10}(-100\psi)$

Les valeurs à saturation K_{gs}, γ_s, η_s , l'exposant b , ainsi que la capacité calorifique du sol sec $\rho_s c_i$, ont été déterminées par Clapp et Hornberger (1978) pour l'ensemble des sols de la classification texturale américaine. Elles sont reportées dans le tableau 1 pour les différents sols considérés dans la présente étude.

C-La végétation

Du fait qu'aux latitudes moyennes, une grande partie de la surface du sol est recouverte, au moins partiellement, de végétation, il apparaît nécessaire de rendre compte des effets dynamiques, thermiques et hydriques de cette interface entre le sol et l'atmosphère dans les modèles à méso-échelle.

La complexité de l'interaction sol-plante-atmosphère a conduit, en modélisation à méso-échelle, soit à la négliger, soit à en rendre compte de manière très simple par l'intermédiaire d'une rugosité accrue et d'une disponibilité en eau plus grande (Benjamin et Carlson, 1986). Deardorff (1978) a développé une représentation de cette interaction, à la fois relativement simple et réaliste, avec un niveau de détail qui semble adapté aux besoins de la modélisation à méso-échelle. C'est ainsi que McCumber (1980) et Garrett (1982) l'ont intégrée dans leurs modèles. C'est également la paramétrisation que nous avons retenue et dont nous rappelons brièvement les caractéristiques essentielles.

Le couvert végétal est constitué d'une couche unique, définie par sa hauteur au dessus du sol, ses propriétés optiques (albédo, émissivité) et thermo-hydriques (température, humidité). L'évapotranspiration est calculée grâce au concept de résistance du couvert r_{st} introduit par Monteith (1965). Deardorff (1978) a proposé une expression analytique de cette résistance rendant compte des deux phénomènes physiologiques suivants:

- Diminution de la résistance avec l'ensoleillement (ouverture photique nécessaire à la photosynthèse)
- Augmentation de la résistance lors d'un déficit en eau au niveau de la zone racinaire (réduisant ainsi les pertes hydriques)

$$r_{st} = r_c \left\{ \frac{K\downarrow_{max}}{0.03 K\downarrow_{max} + K\downarrow} + \left(\frac{\eta_{wilt}}{\eta_{root}} \right)^2 \right\}$$

où $K\downarrow$ est le rayonnement solaire descendant au niveau du couvert, $K\downarrow_{max}$ l'ensoleillement maximal par ciel clair, η_{wilt} la teneur en eau du sol au point de flétrissement (suction de 15 bars; cf tableau 1), η_{root} la valeur minimale de dans la zone des racines et r_c une résistance critique du couvert fonction du type de végétation.

La température de la végétation est déterminée par la résolution d'un bilan d'énergie prenant en compte les échanges au dessus et sous le couvert. Les propriétés météorologiques de l'air dans le couvert résultent d'une pondération arbitraire entre celles du sol, de l'air sus-jacent et de la végétation.

Deardorff (1978) a introduit la notion de couvert aéré, par l'intermédiaire du facteur d'écran σ_f , s'interprétant à mésoéchelle comme le pourcentage de végétation dense sur chaque maille de la surface (Pielke, 1984). Cette notion pourra être utile lorsque des simulations seront réalisées sur le site de l'expérience Hapex-Mobilhy, où une grande partie du domaine d'étude est recouverte par la forêt des Landes relativement peu dense. Le facteur d'écran permet ainsi une pondération des contributions du sol nu et du sol couvert aux flux à l'interface.

D-Le rayonnement

Nous utilisons la représentation des transferts radiatifs en ciel clair proposée par Mahrer et Pielke (1977). Elle permet le calcul des flux solaire et infra-rouge au sol, ainsi que la détermination du taux de refroidissement radiatif à chaque niveau atmosphérique du modèle. Pour le rayonnement solaire, on tient compte de l'absorption par la vapeur d'eau (fonction de l'épaisseur optique), l'oxygène, le gaz carbonique et l'ozone, et de la diffusion Rayleigh. Dans l'infra-rouge, on considère uniquement l'émission du dioxyde de carbone et de la vapeur d'eau

III-Expériences numériques

A-Conditions initiales et en surface

Un ensemble de tests de sensibilité a été conduit en vue d'étudier la réponse atmosphérique à des hétérogénéités de moyenne échelle à l'interface sol-atmosphère.

La version bidimensionnelle du modèle de Nickerson et al. (1986) comporte 15 niveaux verticaux (dont 7 résolvent la CLP) son sommet se situant à 14km d'altitude. L'extension horizontale du domaine d'étude est de 250km, avec une maille uniforme de 10km. Le pas de temps utilisé est de 10s; cette faible valeur s'explique par une résolution numérique explicite de la diffusion verticale dans l'atmosphère.

Les conditions expérimentales pour l'ensemble des tests sont rassemblées dans le tableau 2. Pour chacun d'eux, l'interface est divisée horizontalement en deux zones de caractéristiques différentes: la zone A correspondant à la partie ouest du domaine, et la zone B à la partie est. Les paramètres physiques caractérisant le sol et la végétation, présentés au tableau 3, sont tirés de Geiger (1965), Deardorff (1978), McCumber (1980) et Pielke (1984).

Pour chaque simulation, le modèle est initialisé à 6h LST en température et rapport de mélange suivant les profils présentés figure 1. Le vent initial est nul, aucun forçage par un vent synoptique n'est imposé et la force de Coriolis n'est pas prise en compte. Les paramètres astronomiques correspondent au 17 juillet, pour une latitude de 25°N (Floride). Le sol est initialisé uniformément en température par la valeur en surface. L'initialisation en humidité, homogène sur toute la couche de sol, est précisée pour chaque simulation. Par manque d'information sur le système racinaire des plantes, la teneur en eau au niveau des racines reste égale à la valeur d'initialisation.

Nous réalisons tout d'abord une simulation de brise de mer afin de vérifier le comportement du modèle forcé par des hétérogénéités thermiques en surface. Une telle vérification est nécessaire dans la mesure où le modèle n'a été validé que pour l'étude de précipitations orographiques (Nickerson et al., 1986; Richard et al., 1986). Les résultats obtenus sont comparés à ceux issus d'autres modèles numériques (Anthes, 1978; Mahrer et Pielke, 1977; Physick, 1976), ainsi qu'aux propriétés observées et déduites de modèles analytiques.

B-Etude d'une brise de mer

Dans cette expérience de contrôle, la mer occupe la zone A sur 70km et la zone B est constituée d'une couche de sable sec ($\eta/\eta_s = 0,3$); la durée de la simulation est fixée à 18h.

a--Structure dynamique

La figure 2 présente les isocontours de vitesses horizontale (a) et verticale (b) de l'air obtenus après 12h de simulation (18h LST) dans les quatre premiers kilomètres d'atmosphère. Le courant de brise est bien établi, puisque nous notons un vent horizontal atteignant 8m/s, à une quarantaine de kilomètres de la côte et localisé à environ 100m au dessus du sol. Le courant de retour, d'intensité deux fois plus faible, a son maximum situé à 2km d'altitude. L'épaisseur du courant de brise est de 800m au niveau de la ligne de côte. Ces valeurs numériques s'accordent favorablement à diverses observations de terrain rassemblées par Atkinson (1982).

Concernant les vitesses verticales, les maxima sont à cette heure de +11cm/s et -7cm/s. Ces valeurs sont proches de celles fournies par les modèles de Mahrer et Pielke (1977) et Physick (1976), dont la taille de la maille horizontale est peu différente de celle de notre modèle. En effet, l'intensité des vitesses verticales résultant de simulations numériques de brises est très variable d'un auteur à l'autre, comme le révèle le tableau 4. De telles différences proviennent principalement de la taille de la maille horizontale qui permet une résolution plus ou moins fine du front de brise. Pour la gamme des valeurs citées, on trouve que la vitesse maximale (en cm/s) est sensiblement inversement proportionnelle à la taille de la maille (en km) suivant la relation :

$$W_{max} = 112 / \Delta x$$

La structure dynamique de la brise décrite par notre modèle se compare très favorablement à celle obtenue dans les simulations de Physick (1976, figure 4) et Mahrer et Pielke (1977, figure 6).

Pour évaluer de façon quantitative le réalisme des résultats, il est intéressant d'examiner la vitesse de pénétration du front de brise à l'intérieur des terres, ce paramètre est en effet très sensible à la structure verticale des solutions obtenues. Pour cela, sont tracées sur la figure 3a les valeurs du vent horizontal à 150m toutes les 3 heures entre 9h LST et 24h LST. Sur ces courbes, le maximum du vent marque la position du front de brise. Jusqu'à 15h LST, la progression du front est assez lente, pour s'accroître ensuite et atteindre 40km à 18h LST. Après le coucher du soleil, on relève une nette accélération du front, puisqu'il se localise à 100km de la côte à 21h LST, et à 180km à 24h LST. L'analyse,

faite par Anthes (1978), des différents termes contribuant à la production de la circulation de brise indique, de jour, un équilibre entre la production associée au gradient de pression horizontal et la dissipation turbulente. De nuit, cet équilibre est rompu, la turbulence devenant très faible, et l'on assiste à un accroissement du vent au niveau de la surface frontale. La position du front de brise à l'intérieur des terres est reportée, entre 9h LST et 21h LST, sur la figure 3b, à partir d'une part des valeurs maximales du vent horizontal issues de la figure 3a, et d'autre part de mesures in-situ réalisées par Simpson et al.(1977) sur les côtes britanniques le 14 juin 1973. Bien que les conditions de notre simulation ne soient pas strictement identiques à celles des observations, les résultats de notre modèle s'y accordent favorablement, principalement au niveau de la différence de pénétration entre les régimes diurne et nocturne.

Il est à souligner cependant, au vu de la figure 3a, que notre modèle ne reproduit pas la décroissance de l'intensité du courant de brise au cours de la nuit, caractéristique simulée par de nombreux modèles (Ookouchi et al.,1984; Kessler et al.,1985). Ce défaut tient à ce que dans notre modèle la force de Coriolis est nulle : il ne peut donc pas y avoir renforcement de la composante V aux dépens de la composante U par l'onde inertielle en régime nocturne.

b--Structure thermique et turbulente

La structure thermique de la brise est représentée (figure 4a) par les isocontours de température potentielle entre 0 et 4km à 15h LST. Sur terre loin de la côte, on observe une zone homogène horizontalement avec, par le chauffage au sol, l'apparition d'une couche convective instable près du sol et neutre jusqu'au niveau d'inversion. Sur mer subsiste une couche stable alors qu'au niveau du front l'atmosphère se réchauffe jusqu'à 2km par la subsidence associée au courant de retour. L'advection d'air marin froid entraîne une stabilisation de la CLP près de la côte, jusqu'à 40km à l'intérieur des terres. La forme du champ de température potentielle est très similaire à celle obtenue par Mahrer et Pielke (1978).

La figure 4b retrace l'évolution temporelle de la température de surface au cours des douze premières heures de simulation à la cadence de 3h. Cette évolution permet de souligner l'importance d'une détermination de cette variable par résolution d'un bilan d'énergie en surface, car on a alors possibilité de rétroaction de l'atmosphère sur l'interface. Si à 9h LST la température est uniforme sur tout le continent, la pénétration du front de brise, marquée par une advection d'air froid, se traduit par une augmentation plus faible de la température près de la côte à 12h LST. Les pertes énergétiques en surface sont plus importantes au niveau du front, puisque l'on a renforcement du flux de chaleur sensible par une accentuation du vent et du gradient vertical de température dans la couche de surface. Au fur et à mesure que le front progresse, une zone plus importante est affectée par ce réchauffement moindre. Mahrer et Pielke (1977) ainsi que Gross (1986) ont noté une évolution analogue de la température de surface pour un cycle de brise.

Le choix réalisé pour paramétriser les flux turbulents dans la CIP donne accès à une quantité supplémentaire non disponible avec des représentations plus simples : l'énergie cinétique turbulente. Cette variable nous permet d'analyser plus complètement l'écoulement de brise. La figure 5 représente le champ d'ECT à 15h LST. Sa structure fait apparaître une zone où la turbulence est négligeable (sur mer), une zone où la turbulence est relativement intense et homogène (sur terre loin de la côte) et, entre les deux, une zone où se développe une couche limite interne thermique à partir de la côte. Le maximum d'ECT localisé à 40km à l'intérieur des terres à proximité du front de brise. Il est associé au gradient vertical de vent contribuant au renforcement de la production dynamique au niveau de la côte. Ces fortes valeurs d'énergie proviennent aussi d'un important gradient vertical de température au voisinage de la discontinuité terre-mer par advection d'air froid sur la terre chauffée. La production thermique liée au flux de chaleur sensible ne suffit donc pas à expliquer la structure observée de la turbulence. Cette constatation nous amène à penser que les modèles utilisant une représentation plus simple des flux turbulents, comme ceux de Mahrer et Pielke (1977) ou Zhang et Anthes (1982), négligent ce renforcement au niveau de la zone de transition.

Ces premiers résultats apparaissant cohérents avec les propriétés connues des brises de mer, nous pouvons donc étudier l'influence d'autres types de discontinuités en surface sur l'évolution diurne de la basse atmosphère à moyenne échelle. Un ensemble de cinq tests de sensibilité est considéré (cf tableau 2). Nous envisagerons successivement la réponse atmosphérique induite par deux sols de textures différentes (expérience E2), un sol nu et une végétation (expérience E3) et une végétation plus ou moins dense couvrant deux sols d'états hydriques contrastés (expériences E4, E5 et E6). Les simulations présentées se limiteront à l'étude de la phase diurne des circulations engendrées (de 6h LST à 18h LST).

C-Influence de la texture du sol

Dans cette expérience, nous voulons déterminer l'importance de l'information sur la texture des sols contenue dans le modèle adopté. L'interface est pour cela constituée de deux sols différents : du sable sur la zone A et de l'argile sur la zone B. Ces deux sols se distinguent par une granulométrie différente. Le sable correspond à des particules dont le diamètre est compris entre 2mm et 50 μm , alors que l'argile correspond à des particules de diamètre inférieur à 2 μm . Le sol est initialisé en humidité avec la même teneur en eau volumique relative ($\eta/\eta_s = 60\%$) pour les zones A et B. Soulignons que cette quantité est le seul paramètre caractérisant l'état hydrique du sol lorsque des représentations plus simples sont utilisées, et est directement reliée à sa disponibilité en eau.

La figure 6 présente les flux de chaleurs latente et sensible en surface à 14h LST (ils sont comptés négativement vers le haut). Elle révèle un comportement radicalement différent de part et d'autre de la discontinuité. Sur sol sableux, le flux de chaleur sensible (H) est réduit à 70W/m² et le flux de chaleur latente (LE) associé atteint 600W/m². Sur sol argileux, la tendance inverse est observée puisque l'évaporation est négligeable et le flux de chaleur sensible est supérieur à 500 W/m². Cette différence de conversion de l'énergie radiative en surface s'explique par des propriétés contrastées de l'eau dans chacun des sols. La relation (1) proposée par Clapp et Hornberger (1978) permet de calculer, connaissant η/η_s , le potentiel hydrique associé aux deux sols:

$$\psi(\text{sable}) = -0,96 \text{ m}$$

$$\psi(\text{argile}) = -137 \text{ m}$$

Ψ mesure l'énergie nécessaire pour extraire l'eau liée aux grains du sol par les forces d'adsorption et de capillarité qui est, d'après la formule de Laplace, directement fonction de la granulométrie du sol. Dans du sable, l'eau peut être extraite facilement et, par remontées capillaires, être évaporée en surface, d'où une évaporation très importante au cours de la journée. Avec un sol d'argile, l'eau reste liée aux grains de sol et les remontées capillaires sont inexistantes. Sa conductivité hydrique $K\eta_s$ est deux ordres de grandeur inférieure à celle du sable (cf tableau 1) indiquant ainsi la difficulté de l'eau à circuler dans un sol argileux. Le peu d'eau disponible pour l'évaporation superficielle concourt donc à une conversion quasi totale de l'énergie radiative pour chauffer le sol, d'où les fortes valeurs de H notées en cours de journée.

Intéressons nous à présent à la circulation atmosphérique induite par ce contraste superficiel. La figure 7a, présentant l'évolution temporelle du vent horizontal à 150m entre 8h LST et 18h LST, montre que la baroclinicité induite au niveau de la transition sable-argile conduit à l'installation progressive d'un courant de la zone A vers la zone B dans les basses couches. Son intensité est très proche de celle d'un courant de brise de mer (E1) puisqu'à 18h LST le vent est supérieur à 8m/s. Sur la figure 7b, montrant le champ de vitesse verticale à 18h LST, on observe une structure des isocontours identique à celle notée lors de l'expérience E1. Le contraste thermique en surface est suffisamment prononcé pour conduire, à cette heure, à une cellule de vitesse ascendante supérieure à 15cm/s. L'écoulement ainsi formé, au niveau de la discontinuité, modifie la répartition horizontale des flux en surface dans chacun des domaines. La figure 6 laisse apparaître, de par le renforcement du vent horizontal au voisinage de la transition, une évaporation plus intense sur sol sableux entre 70 et 125 km jusqu'à 60 W/m² ainsi qu'une intensification du flux de chaleur sensible entre 125 et 170 km.

Une étude d'Ookouchi et al.(1984) indique que le contraste hydrique de deux sols de disponibilités en eau très différentes peut induire des circulations à mésoéchelle très semblables aux brises de mer. Si l'expérience E2 confirme cette conclusion, il ressort que la disponibilité en eau ne dépend pas uniquement du contenu en eau du sol, puisque deux sols de textures différentes ayant même teneur en eau relative utilisent de façon opposée l'énergie radiative en surface en cours de journée. L'information sur la texture du sol apparaît donc nécessaire à mésoéchelle, car c'est elle qui permet de connaître l'eau effectivement disponible dans le sol, non seulement pour l'évaporation en surface mais aussi, en présence de végétation, pour alimenter la plante en eau via son système racinaire.

D-Influence de la végétation

L'expérience E3 envisage la juxtaposition d'un sol nu (limon) initialement assez sec ($\eta/\eta_s = 0,4$) et d'une végétation herbeuse dense ayant un facteur d'écran de 0,82 (Geiger, 1965). L'étude de la réponse

atmosphérique à un tel type d'hétérogénéité en surface présente un intérêt dans le cadre d'une modification du climat des régions désertiques en vue d'y renforcer les précipitations. Par une étude analytique, Anthes (1984) conclut que la plantation de bandes de végétation dense ayant une largeur d'une centaine de kilomètres peut, dans des conditions atmosphériques favorables, renforcer les précipitations convectives dans les régions semi-arides. Anthes (1984) souligne que le recours à des bandes alternées, par rapport à une plantation continue, permet d'associer l'alimentation de la basse atmosphère en vapeur d'eau par évapotranspiration à un mouvement vertical ascendant moyen à mésoéchelle induit par le chauffage différentiel en surface.

Les flux de chaleurs sensible et latente en surface sont reportés à 14h LST (correspondant à leur valeur maximale en cours de journée) sur la figure 8. Sur la zone A (sol nu) le rapport de Bowen défini par H/LE est très important puisque supérieur à 6. Le sol considéré ayant un potentiel hydrique initial élevé ($\psi = -63m$) l'énergie radiative est utilisée en majeure partie pour chauffer la surface du sol ($H=400 W/m^2$), l'évaporation est à cette heure négligeable. Au dessus du couvert, le flux H est à cet instant de $160 W/m^2$, et le flux LE , correspondant à la transpiration de la végétation, vaut $400 W/m^2$. Le rapport de Bowen correspondant est ainsi de 0,4. Cette valeur est cohérente avec diverses observations reportées par Monteith (1976) sur prairies. En général, les mesures de flux au dessus de végétations correctement alimentées en eau donnent des valeurs du rapport de Bowen proches de l'unité en milieu de journée. La végétation modifie de façon importante les flux en surface dans un environnement assez sec. Son rôle est ici de réduire le contraste prononcé entre H et LE existant sur sol nu en provoquant une diminution du flux de chaleur sensible au profit de l'évapotranspiration. La végétation a donc un effet régulateur en ramenant le rapport de Bowen vers des valeurs voisines de un.

La différence de chauffage entre les deux zones conduit à un vent horizontal de la région herbeuse vers le sol nu dont l'intensité atteint, à 18h LST, $4m/s$ à $150m$ d'altitude (figure 9a). Il est intéressant de noter entre 10h et 12h une inversion du sens de l'écoulement au niveau de la discontinuité. Le modèle de sol à plusieurs niveaux conduit à un déphasage des courbes de flux de chaleurs sensible et latente en cours de journée pour un sol d'humidité intermédiaire. On a ainsi un flux d'évaporation important en début de journée, diminuant ensuite progressivement aux dépens du flux de chaleur sensible. Dans l'expérience E2, le sol nu s'échauffe peu jusqu'à 10h et sa température est alors inférieure à celle de la végétation, d'où un courant du sol nu vers la végétation. Après 10h, la surface du sol, devenue très sèche, s'échauffe davantage, conduisant à l'installation d'une circulation près du sol, de la végétation vers la sol nu. Concernant les vitesses verticales, nous observons à 18h LST (figure 9b) une cellule ascendante au dessus du sol nu et descendante au niveau de la végétation. Les valeurs numériques sont respectivement de $+6$ et $-4cm/s$ à $1200m$. Ces valeurs sont plus faibles que pour une brise de mer, du fait que le flux de chaleur atteint $160 W/m^2$ en milieu de journée. Ainsi l'écart maximal de température entre chacune des deux zones est moindre, et l'on sait, d'après Walsh (1974), que cet écart est proportionnel au carré du courant de brise. L'ordre de grandeur noté est compatible avec l'estimation d'Anthes (1984) qui suggère une valeur maximale pour w de $8cm/s$, pour une différence de $200 W/m^2$ entre les deux zones.

D'après la figure 10, présentant les isocontours de rapport de mélange en vapeur d'eau à 18h LST, nous constatons que le mélange turbulent, associé à une transpiration importante, conduit à l'établissement d'une couche de mélange humide épaisse d'environ un kilomètre au dessus du couvert végétal. Il est à présager que les vitesses verticales observées ne pourraient à elles seules conduire à la formation de nuages. Néanmoins, dans un environnement synoptique favorable, il semble que la transition entre une zone de sol nu aride et une zone de végétation (ayant toutes deux une extension horizontale de l'ordre d'une centaine de kilomètres) puisse constituer une région privilégiée d'initiation de phénomènes convectifs: à la fois à cause de l'humidification de la basse atmosphère par transpiration et par le mouvement ascendant induit par l'hétérogénéité thermique en surface. Ces résultats confirment l'étude analytique d'Anthes (1984) et les simulations numériques de Garrett (1982) sur l'interaction végétation-convection nuageuse. Des études seraient à poursuivre, notamment à l'aide d'un modèle incluant la formation de nuages et de précipitations.

E-Effets conjugués du sol et de la végétation

Après avoir étudié l'influence de deux types de sols contrastés, ainsi que la juxtaposition d'un sol nu et d'une végétation, nous nous intéressons à présent à des effets combinés. L'interface est constituée par deux sols de type et de contenu en eau différents. La zone A est un sol de tourbe, dont la porosité très élevée en fait un sol généralement très humide. Son contenu en eau est initialement de $0,8 \eta_s$. La zone B est un sol de sable limoneux. Sa forte conductivité hydraulique (cf tableau 1) en fait un sol drainant, dans lequel l'eau percole très rapidement jusqu'à la nappe phréatique. Ce sol est initialisé avec une teneur en eau faible $\eta = 0,3 \eta_s$. Sur cette interface, on réalise 3 expériences correspondant à la présence d'une végétation forestière de densités foliaires différentes :

- expérience E4 $\sigma_f = 1$ (Couvert dense)
- expérience E5 $\sigma_f = 0,5$ (Couvert aéré)
- expérience E6 $\sigma_f = 0$ (Sol nu)

La figure 11 compare l'évolution du vent horizontal à 150m à 18h LST pour les facteurs d'écran 1, 0,5 et 0. Lorsque les deux sols sont entièrement recouverts de végétation, une circulation mésoéchelle d'intensité très faible apparaît de la zone humide vers la zone sèche, avec une valeur maximale inférieure à 0,5m/s. Ce contraste tire son origine d'une température du couvert supérieure d'un degré au dessus du sable limoneux par rapport à la tourbe en cours de journée. La résistance stomatique est plus importante sur sol sec, par l'intermédiaire du second terme de la formule (2), la teneur en eau volumique dans la zone racinaire étant supposée plus faible. L'évapotranspiration ainsi réduite conduit à une élévation supérieure de la température du couvert.

La valeur de η dans la zone des racines étant sur sol sec considérée supérieure à celle du point de flétrissement permanent, l'augmentation du flux de chaleur sensible est inférieure à 20 W/m^2 sur sol sablo-limoneux à 18h LST (figure 12). Il est à présager que si la valeur de η dans la zone racinaire était inférieure à η_{wit} , une augmentation beaucoup plus importante du flux de chaleur sensible serait notée, conduisant à un renforcement de l'écoulement entre les deux zones. Cette remarque vise à

indiquer que l'état hydrique du sol est masqué par la présence d'un couvert végétal, tant que ce dernier n'est limité en eau dans sa zone racinaire. Il est donc important de connaître cet état hydrique à mésoéchelle, car il peut lors de fortes contraintes hydriques influencer sur la partition de H et LE en cours de journée. Citons à ce sujet les mesures de Black (1979) rapportant des valeurs du rapport de Bowen supérieures à 5 en milieu de journée au dessus de pins Douglas exposés à un déficit hydrique.

Dans le cas d'un couvert aéré ($\alpha_f = 0,5$), où le sol nu et la végétation contribuent pour moitié au flux en surface, le contraste thermique entre les deux zones est plus important. Le flux de chaleur sensible est renforcé sur la zone B par la contribution du sol sec (figure 12). Ce même flux est diminué sur la zone A où le sol évapore à un régime potentiel. La baroclinicité induite entre les deux parcelles donne naissance à un vent d'environ 2,5m/s à 18h LST et à 150m. Cette valeur bien qu'assez faible est néanmoins significative.

Lorsque l'on considère les deux sols sans végétation, l'état hydrique très contrasté de part et d'autre de la discontinuité conduit à une différence de flux de chaleur sensible de 300 W/m² à 14h LST (figure 12). L'intensité du courant obtenu (figure 11c) est du même ordre de grandeur qu'une brise de mer avec une valeur de 6m/s, en accord avec les travaux d'Ookouchi et al.(1984).

Ces trois simulations montrent clairement l'importance de la végétation sur l'évolution diurne des flux en surface H et LE. On constate un renforcement du flux de chaleur sensible sur terrain humide, par le biais de la transpiration, et une augmentation du flux de chaleur latente sur terrain sec, due à la faible inertie thermique de la végétation. Cette tendance a été aussi observée par Deardorff (1978). Dans une étude numérique sur la Floride, les résultats de McCumber (1980) indiquent une réduction des circulations secondaires induites par des sols contrastés lorsque la surface est recouverte de végétation dense. Le couvert végétal tend ainsi à ramener le rapport de Bowen vers des valeurs proches de l'unité, dans des situations où en son absence on aurait soit des valeurs très faibles (sol humide), soit de très fortes valeurs (sol sec).

Dans le cas d'un couvert dense suffisamment bien alimenté en eau, le sol n'a pas d'influence perceptible dans l'évaluation des flux en surface à l'échelle journalière. Toutefois, une connaissance précise de l'état hydrique du sol s'avère nécessaire pour des végétations peu denses où la contribution du sol aux flux en surface est non négligeable, ainsi que pour savoir si la végétation est soumise ou non à des contraintes hydriques. La télédétection satellitaire constitue une des méthodes permettant d'accéder à l'humidité du sol à moyenne échelle par l'intermédiaire de la mesure de la température de surface (Taconet et al.,1986 ; Wetzel et al.,1984).

IV-Conclusion et perspectives

Une version bidimensionnelle du modèle à mésoéchelle de Nickerson et al. (1986) a été modifiée, pour tenir compte de manière réaliste du cycle diurne de la CLP, par l'introduction d'un ensemble cohérent de paramétrisations pour la CLP (Therry et Lacarrère,1983), le sol (McCumber et Pielke,1981), la végétation (Deardorff,1978) et le rayonnement en ciel clair (Mahrer et Pielke,1977).

Il a tout d'abord été montré que le modèle ainsi adapté permet de reproduire un cycle de brise de mer. Les caractéristiques simulées se sont révélées en accord avec les propriétés connues de cette circulation. Une étude de sensibilité à ensuite été menée pour étudier la réponse diurne de la basse atmosphère à des hétérogénéités superficielles de natures diverses (texture et humidité du sol, type de couverture végétale).

Pour avoir un idée de la représentativité des circulations générées, Pielke (1984) a fourni quelques ordres de grandeur sur l'intensité des variations horizontales du flux de chaleur sensible. Aux latitudes moyennes, un gradient inférieur à 10W/m^2 par 30km a une influence mineure sur la structure des vents locaux (indice A). Avec un gradient de 100W/m^2 des effets significatifs sont discernables par évaluation statistique des données (indice B), tandis qu'avec une valeur de 1000W/m^2 l'influence sur les vents locaux est discernable cas par cas (indice C). Les valeurs maximales des variations de H de part et d'autre des discontinuités étudiées lors des tests de sensibilité (tableau 2) sont reportées au tableau 5. Il ressort que les inhomogénéités envisagées produisent des gradients de flux de chaleur sensible supérieurs à 100W/m^2 par 30km , à l'exception de la simulation E4, correspondant à l'indice B de représentativité. Cette constatation appelle plusieurs remarques.

La texture des sols, généralement négligée dans l'hydrologie de surface des modèles atmosphériques, est une composante dont il convient de rendre compte car elle détermine la disponibilité réelle en eau du sol, à l'évaporation superficielle et à la nutrition des plantes. Si l'utilisation, en modélisation à mésoéchelle, d'une représentation à 13 niveaux dans le sol peut être relativement pénalisante au niveau place mémoire et temps calcul, une approche combinant l'information texturale du modèle de McCumber et la simplicité des modèles de type "réservoirs" pourrait se révéler très intéressante. Citons dans cette voie les travaux de Deardorff (1978) où l'écriture de l'équation d'évolution de l'eau superficielle (équation 12) fait intervenir deux coefficients C_1 et C_2 , dont la variation avec l'état hydrique du sol est fonction de son type. Toutefois, elle n'a été fournie par cet auteur que pour un sol limoneux. Plus récemment, Mahrt et Pan (1984) ont proposé une représentation du sol à deux réservoirs pouvant inclure les relations d'état de Clapp et Hornberger (1978).

Les simulations avec végétation ont fait ressortir son rôle régulateur. Sur sol humide comme sur sol sec, les valeurs du rapport de Bowen sont voisines de 0,5. Cette constatation explique l'observation d'une circulation à mésoéchelle significative par juxtaposition d'un sol nu et d'une végétation. Ce test s'accorde avec les conclusions d'Anthes (1984) relatives à la plantation de bandes alternées de végétation dans le but de renforcer les précipitations convectives dans les régions semi-arides. En présence de végétation, le sol semble donc être de seconde importance dans la détermination des flux à l'interface sol-atmosphère. Toutefois, l'état hydrique du sol peut jouer un rôle non négligeable dans le cas de couverts aérés et lorsque la végétation est soumise à un déficit hydrique.

Par ailleurs, il faut souligner que les longueurs d'onde considérées dans cette étude pour des changements de sol et de végétation doivent être grandes, de l'ordre d'une centaine de kilomètres. Il est vraisemblable, et c'est ce que confirme l'étude analytique d'Anthes (1984), que des parcelles plus petites conduiraient à des effets beaucoup moins nets à mésoéchelle.

Une comparaison quantitative des résultats du modèle sera réalisée dans un avenir proche en partie grâce aux données de la campagne Hapex-Mobilhy. Cette expérience devrait fournir diverses données d'entrée caractérisant l'interface (cf tableau 3) à une échelle compatible avec la maille de notre modèle, ainsi que des mesures à la fois locales et intégrées en vue d'une validation et d'une amélioration des représentations de l'interface sol-atmosphère à moyenne échelle et à échelle climatique. Les tests de sensibilité seront aussi poursuivis avec une version du modèle permettant la formation de nuages et de précipitations pour mieux juger de l'influence des flux en surface sur le déclenchement de la convection humide. A cette occasion, le rôle de la végétation agissant comme un court-circuit dans le cycle de l'eau (interception de l'eau à la surface des feuilles directement disponible à la réévaporation) pourrait être étudié.

REFERENCES

André J.C., J.P. Goutorbe and A. Perrier, 1986 : "HAPEX-MOBILHY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale", *Bul. Amer. Soc.*, 67, 138-144.

Anthes R.A., 1978 : "The height of the planetary boundary layer and the production of circulation in a sea breeze model", *J. Atmos. Sci.*, 35, 1231-1239.

Anthes R.A., 1984 : "Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions", *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 541-551.

Anthes R.A., N.L. Seaman and T.T. Warner, 1980 : "Comparisons of numerical simulations of the planetary boundary layer by a mixed layer and a multi-level model", *Mon. Wea. Rev.*, 108, 365-376.

Anthes R.A., D. Keyser and J.W. Deardorff, 1982 : "Further considerations on modeling the sea breeze with a mixed-layer model", *Mon. Wea. Rev.*, 110, 757-765.

Atkinson B.W., 1982 : "Meso-scale atmospheric circulations", Academic Press, London.

Benjamin S.G. and T.N. Carlson, 1986 : "Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I : Three-dimensional simulations", *Mon. Wea. Rev.*, 114, 307-329.

Black T.A., 1979 : "Evapotranspiration from Douglas fir stands exposed to soil water deficits", *Water Resour. Res.*, 15, 164-170

Clapp R. and G. Hornberger, 1978 : "Empirical equations for some soil hydraulic properties", *Water Resour. Res.*, 14, 601-604

Deardorff J.W., 1978 : "Efficient prediction of ground temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation", *J. Geophys. Res.*, 83, 1889-1903

Diack G., S. Heikkinen and J. Bates, 1986 : "The influence of variations in surface treatment on 24-hour forecasts with a limited area model, including a comparison of modeled and satellite-measured surface temperatures", *Mon. Wea. Rev.*, 114, 215-232.

Garrett A.J., 1982 : "A parameter study of interactions between convective clouds, the convective boundary layer, and a forested surface", *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1041-1059.

Geiger R., 1965 : "The climate near the ground", Harvard University Press.

Gross G., 1986 : "A numerical study of the land and sea breeze including cloud formation", *Cont. Atmos. Phys.*, 59, 97-114.

Huss A. and Y.Feliks, 1981 : "A mesometeorological numerical model of the sea and land breezes involving sea-atmospheric interactions", *Cont. Atmos. Phys.*, 54, 238-257.

Kessler R.C., D.Eppel, R.A.Pielke and J.McQueen, 1985 : "A numerical study of the effects of a large sandbar upon sea breeze development", *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, SerA34, 3-26.

Keyser D. and R.A.Anthes, 1982 : "The influence of planetary boundary layer physics on frontal structure in the Hoskins-Bretherton horizontal shear model", *J. Atmos. Sci.*, 39, 1783-1802.

McCumber M.C., 1980 : "A numerical simulation of the influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations", Ph.D. dissertation, University of Virginia, Charlottesville.

McCumber M.C. and R.A.Pielke, 1981 : "Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I : Soil layer", *J. Geophys. Res.*, 86, 9929-9938.

McNider R.T. and R.A.Pielke, 1981 : "Diurnal boundary-layer development over sloping terrain", *J. Atmos. Sci.*, 38, 2198-2212.

Mahfouf J.F., E.Richard and P.Mascart, 1986 : "A comparison of three planetary boundary layer parametrizations for use in mesoscale meteorological models", (en préparation).

Mahrer Y. and R.A.Pielke, 1977 : "The effects of topography on the sea and land breezes in a two dimensional numerical model", *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151-1162.

Mahrer Y. and R.A.Pielke, 1978 : "Test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model", *Mon. Wea. Rev.*, 106, 818-830.

Mahrt L. and H.Pan, 1984 : "A two layer model of soil hydrology", *Bound. Lay. Meteor.*, 29, 1-20.

Monteith J.L., 1965 : "Evaporation and environment", *Symp. Soc. Exp. Biol.*, 19, 205-234.

Monteith J.L., 1976 : "Vegetation and the atmosphere", Academic Press, New-York.

Neumann J. and Y.Mahrer, 1974 : "A theoretical study of the sea and land breezes of circular islands", *J. Atmos. Sci.*, 31, 2027-2039.

Nickerson E.C., E.Richard, R.Rosset and D.R.Smith, 1986 : "On the numerical simulation of clouds, rain and airflow over the Vosges and the Black Forest mountains: a meso- model with parameterized microphysics", *Mon. Wea. Rev.*, 114, 398-414.

Dokouchi Y., M.Segal, R.C.Kessler and R.A.Pielke, 1984 : "Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations", *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2281-2292.

Physick W., 1976 : "A numerical simulation of the sea-breeze phenomenon over a lake or a gulf", *J. Atmos. Sci.*, 33, 2107-2135.

Pielke R.A., 1984 : "Mesoscale Meteorological Modeling", Academic Press, New-York.

Pointin Y., 1985 : "Numerical simulation of organized convection. Part I : Model description and preliminary comparisons with squall line observations" J. Atmos. Sci., 42, 155-172.

Richard E., N. Chaumerliac, J.F. Mahfouf and E.C. Nickerson, 1986 "Numerical simulation of orographic enhancement of rain with a mesoscale model", soumis au J. Clim. Appl. Meteor.

Rosenthal S.L., 1978 : "Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by resolvable scale I-Model description and preliminary results", J. Atmos. Sci., 35, 258-271.

Ross B.B and I. Orlanski, 1982 : "The evolution of an observed cold front. Part I : Numerical simulation", J. Atmos. Sci., 39, 296-327.

Simpson J.E., D.A. Mansfield and J.R. Milford, 1977 : "Inland penetration of sea-breeze fronts", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 103, 47-76.

Taconet O., R. Bernard and D. Vidal-Madjar, 1986 : "Evapotranspiration over agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data", J. Appl. Clim. Meteor., 25, 284, 307

Therry G. and P. Lacarrère, 1983 : "Improving the eddy kinetic energy model for the planetary boundary layer description", Bound. Lay. Meteor., 25, 63-88.

Walsh J.E., 1974 : "Sea breeze theory and application", J. Atmos. Sci., 31, 2012-2026.

Wetzel P.J., D. Atlas and R.H. Woodward, 1984 : "Determining soil moisture from Geosynchronous satellite infrared data: A feasibility study", J. Clim. Appl. Meteor., 23, 375-391

Zhang D. and R.A. Anthes, 1982 : "A high-resolution model of the planetary boundary layer - sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data", J. Appl. Clim., 21, 1594-1609.

TYPE DE SOL	ρ_s m ³ /m ³	K_{rs} m/s * 10	ψ_s m	η_{wilt} m ³ /m ³	ρ_{cc} J/m ³ /K * 10	b
sable	0,395	176	-0,121	0,0677	1,463	4,05
sable limoneux	0,410	156	-0,090	0,0750	1,404	4,38
limon	0,451	7,00	-0,478	0,1547	1,212	5,39
argile	0,482	1,30	-0,405	0,2864	1,089	11,4
tourbe	0,863	8,00	-0,356	0,3947	0,836	7,75

TABLEAU 1

Paramètres pédologiques pour cinq classes de sol (McCumber, 1980).
 ρ_s est la porosité en m³/m³, ψ_s le potentiel hydrique à saturation,
 K_{rs} la conductivité hydraulique à saturation et b un coefficient
adimensionné. Le contenu en eau au point de flétrissement (η_{wilt})
correspond à une succion de 15 bars. ρ_{cc} est la capacité calorifique
du matériau solide sec en J/m³/K.

N° Expé- rience	Zone	Extension (km)	Substrat	Végétation	Facteur d'écran	$\eta_{1/2}$ %
E1	A	70	mer	-----	----	--
	B	180	sable	-----	----	30
E2	A	125	sable	-----	----	60
	B	125	argile	-----	----	60
E3	A	125	limon	-----	-----	40
	B	125	limon	herbe	0,82	40
E4	A	70	tourbe	forêt	1,00	80
	B	180	limoneux	forêt	1,00	30
E5	A	70	tourbe	forêt	0,50	80
	B	180	limoneux	forêt	0,50	30
E6	A	70	tourbe	forêt	0,00	80
	B	180	limoneux	forêt	0,00	30

TABLEAU 2

Récapitulatif des simulations numériques

	I sol nu	I herbe	I forêt
I HAUTEUR (m)	I ---	I 0,1	I 15
I RUGOSITE (cm)	I 1	I 1	I 150
I EMISSIVITE	I 1	I 0,94	I 0,98
I ALBEDO	I (*)	I 0,20	I 0,10
I INDICE FOLIAIRE	I ---	I $7\sigma_F$	I $15\sigma_F$
I RESISTANCE	I ---	I 4	I 8
I STOMATIQUE	I ---	I 4	I 8
I CRITIQUE (s/cm)	I ---	I 4	I 8

(*) Pour la tourbe $\left\{ \begin{array}{l} a=0,14(1-\eta/\eta_s) , \eta/\eta_s \leq 0,5 \\ a=0,07 , \eta/\eta_s > 0,5 \end{array} \right.$

Pour les autres sols $\left\{ \begin{array}{l} a=0,31-0,34 \eta/\eta_s , \eta/\eta_s \leq 0,5 \\ a=0,14 , \eta/\eta_s > 0,5 \end{array} \right.$

TABLEAU 3

Constantes physiques caractérisant le sol et la végétation

I	Auteur	I	Grille horizontale	I	Vitesse verticale	I
I		I	x (km)	I	maximale (cm/s)	I
I	Ookouchi et al.	I	5	I	25	I
I	(1984)	I		I		I
I	Gross	I	2	I	43	I
I	(1986)	I		I		I
I	Mahrer et Pielke	I	7.5	I	15	I
I	(1977)	I		I		I
I	Physick	I	8	I	14	I
I	(1976)	I		I		I
I	Kessler et al.	I	3	I	51	I
I	(1985)	I		I		I
I	Neumann et Mahrer	I	2.5	I	31	I
I	(1974)	I		I		I
I	Huss et Feliks	I	20	I	5	I
I	(1981)	I		I		I

TABLEAU 4

Vitesses verticales issues de divers modèles numériques bidimensionnels lors de simulations de brise de mer.

I N° expérience	I E2	I E3	I E4	I E5	I E6	I
I H W/m2 par 30km	I 550	I 300	I 10	I 200	I 300	I
I Indice de	I	I	I	I	I	I
I représentativité	I B	I B	I A	I B	I B	I
I de la circulation	I	I	I	I	I	I

TABLEAU 5

Variation maximale du flux de chaleur sensible H entre les zones A et B pour les simulations du tableau 2 -

Détermination de la représentativité de la circulation mésoéchelle générée (cf texte).

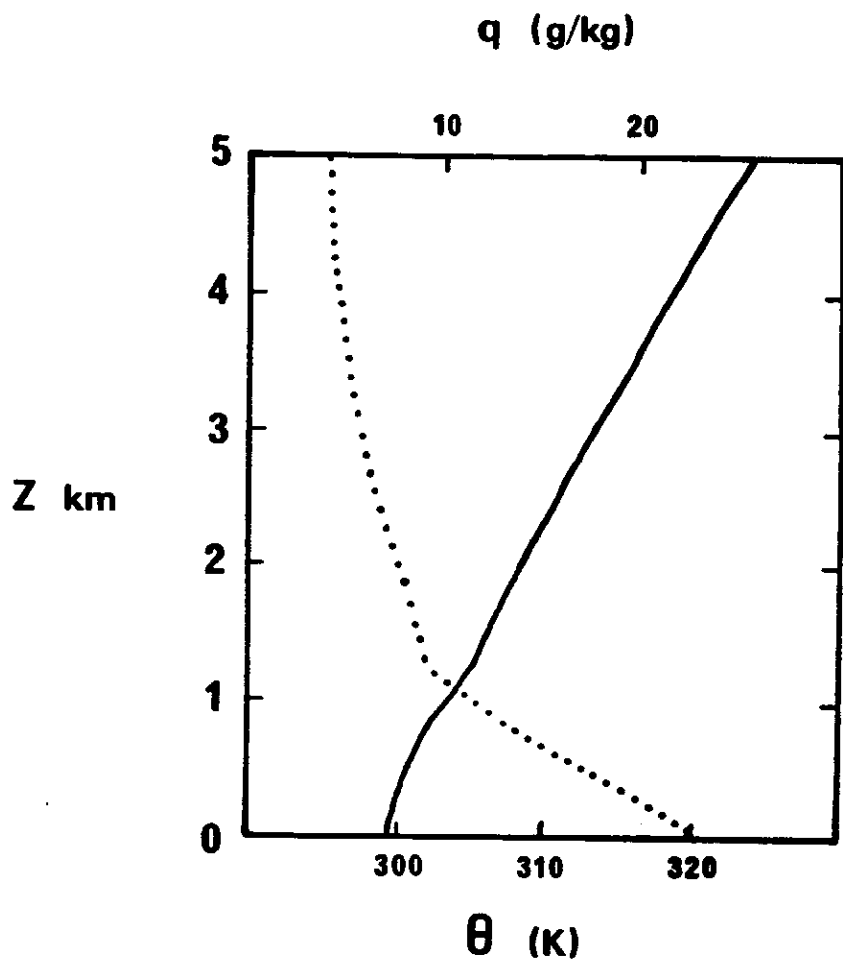


FIGURE 1

Profils initiaux pour la température potentielle
 et le rapport de mélange en vapeur d'eau.

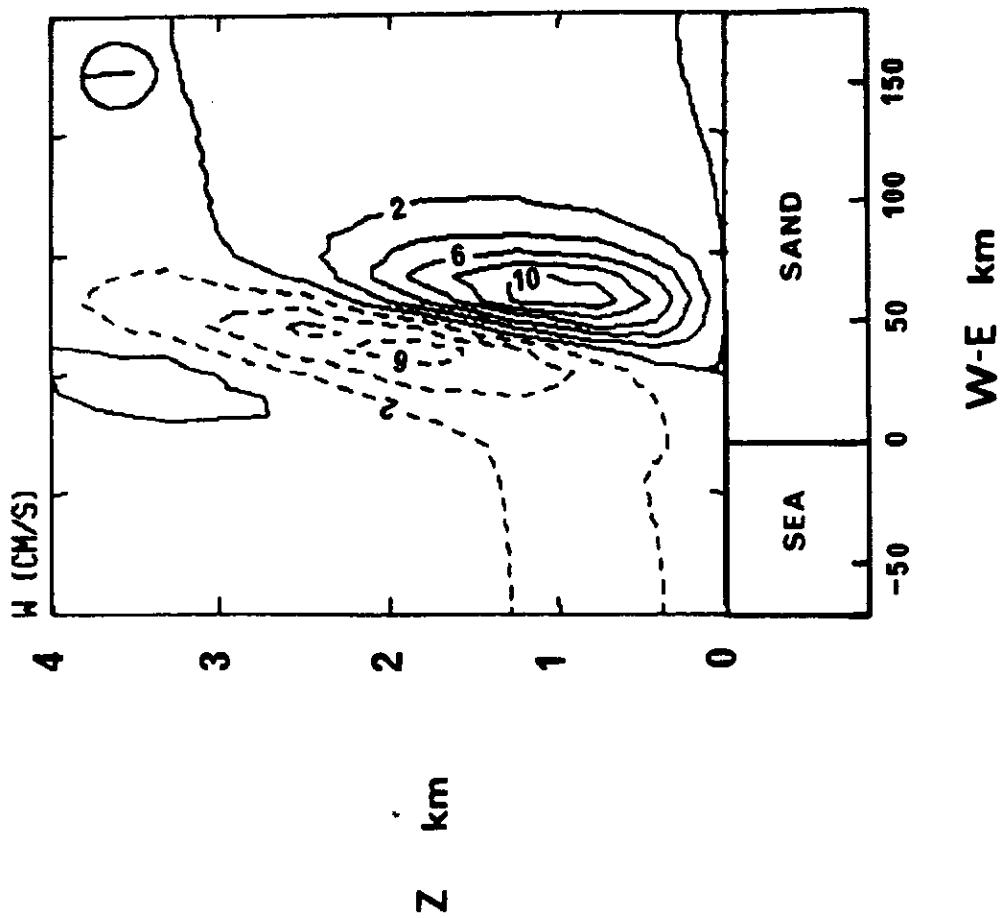
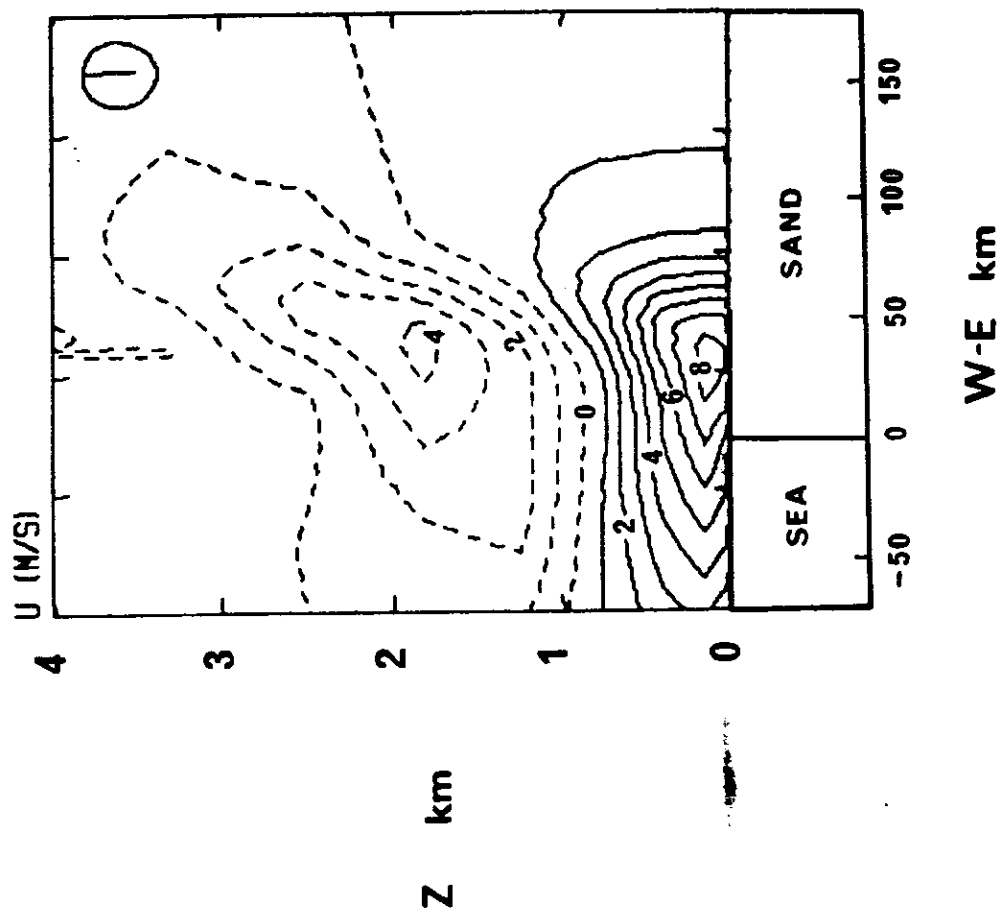


FIGURE 2

Coupe verticale du domaine de simulation présentant la vitesse horizontale en m/s (a) et la vitesse verticale en cm/s (b) à 18 h LST pour le cas E1.

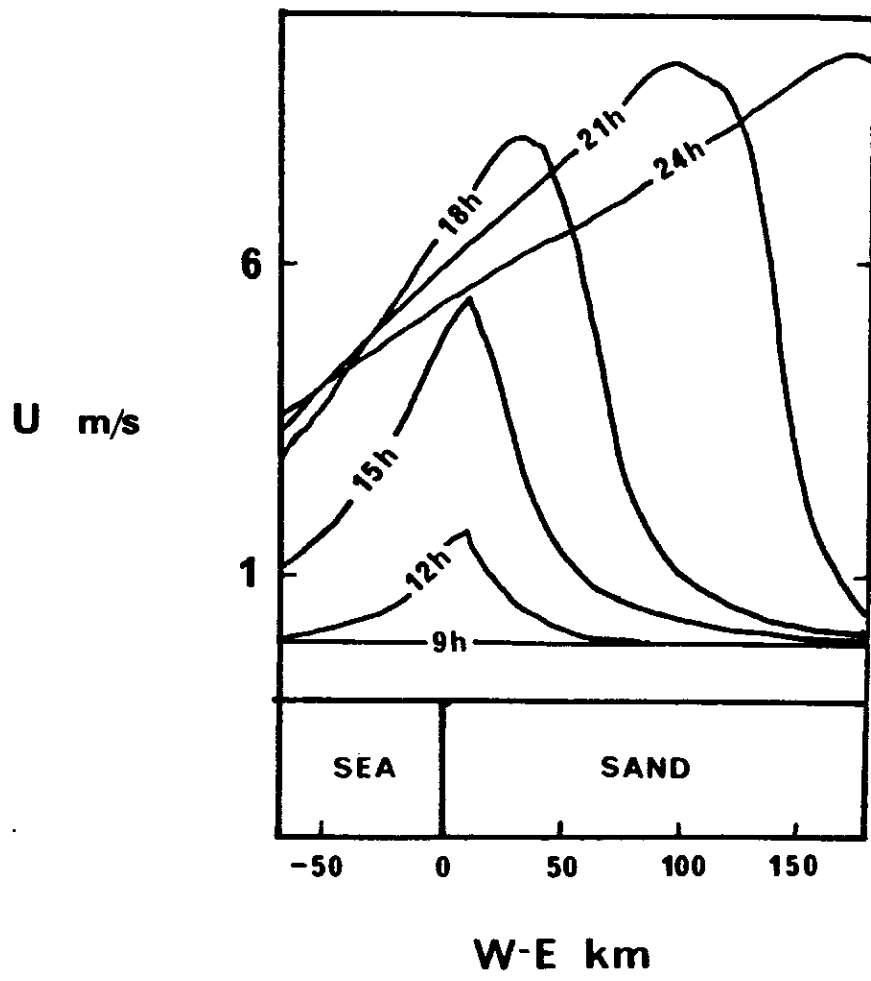


FIGURE 3a

Evolution de la vitesse du vent horizontal (m/s)
à 150 m d'altitude entre 9 h LST et 24 h LST pour le cas E1.

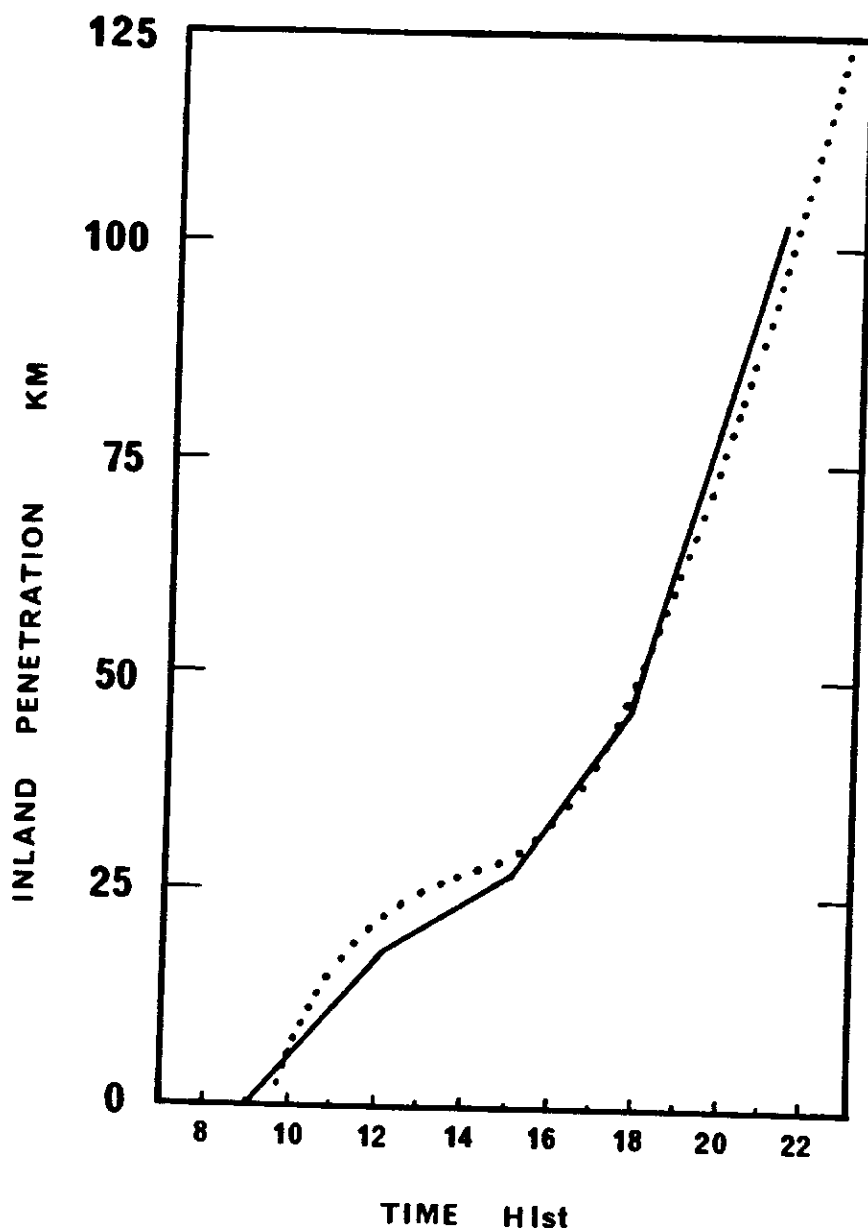


FIGURE 3b

Progression du front de brise à l'intérieur des terres entre 9 h LST et 18 h LST simulée par le modèle (—) et observée par Simpson et al. (1977) (····)

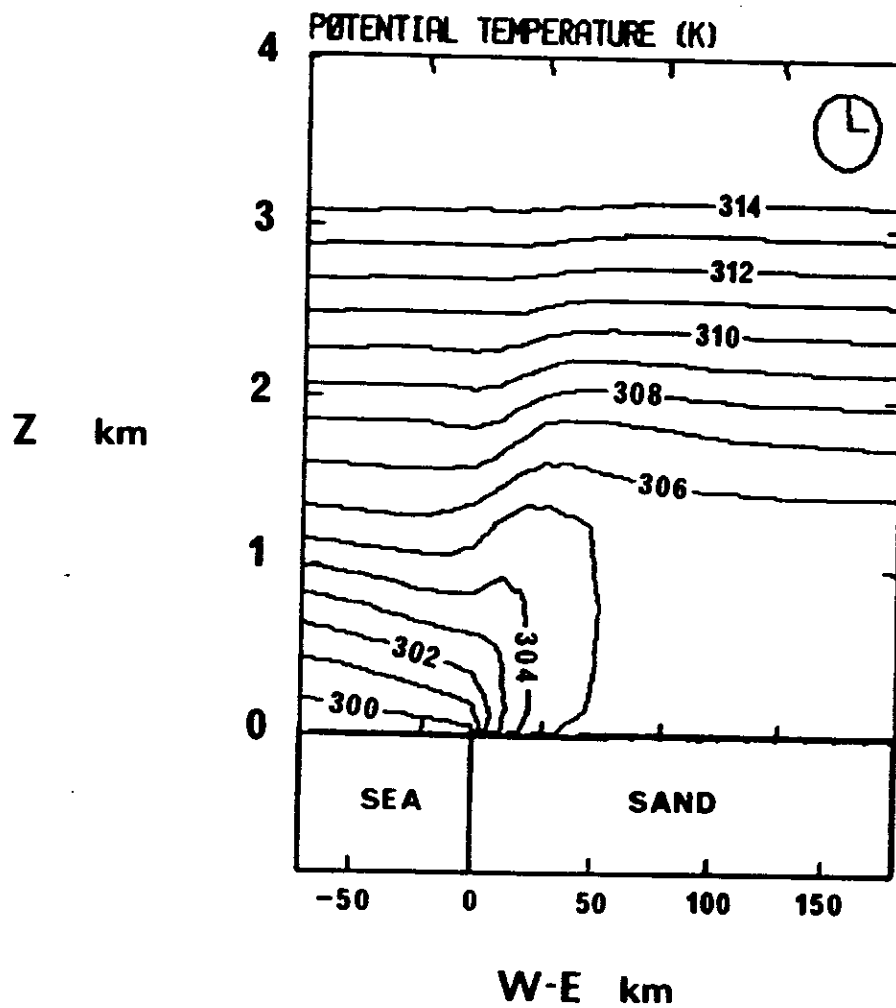


FIGURE 4a

Coupe verticale du domaine de simulation présentant la température potentielle (K) à 15 h LST pour le cas E1.

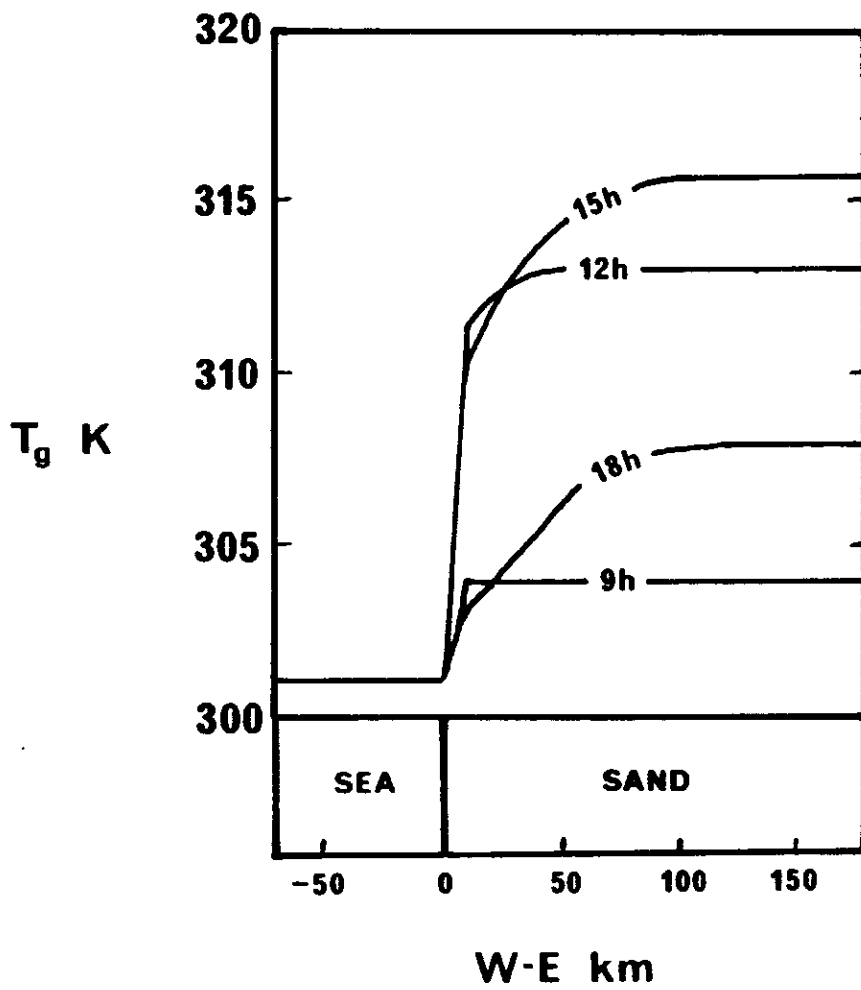


FIGURE 4b

Evolution de la température de surface (K) entre 6 h LST et 18 H LST pour le cas E1

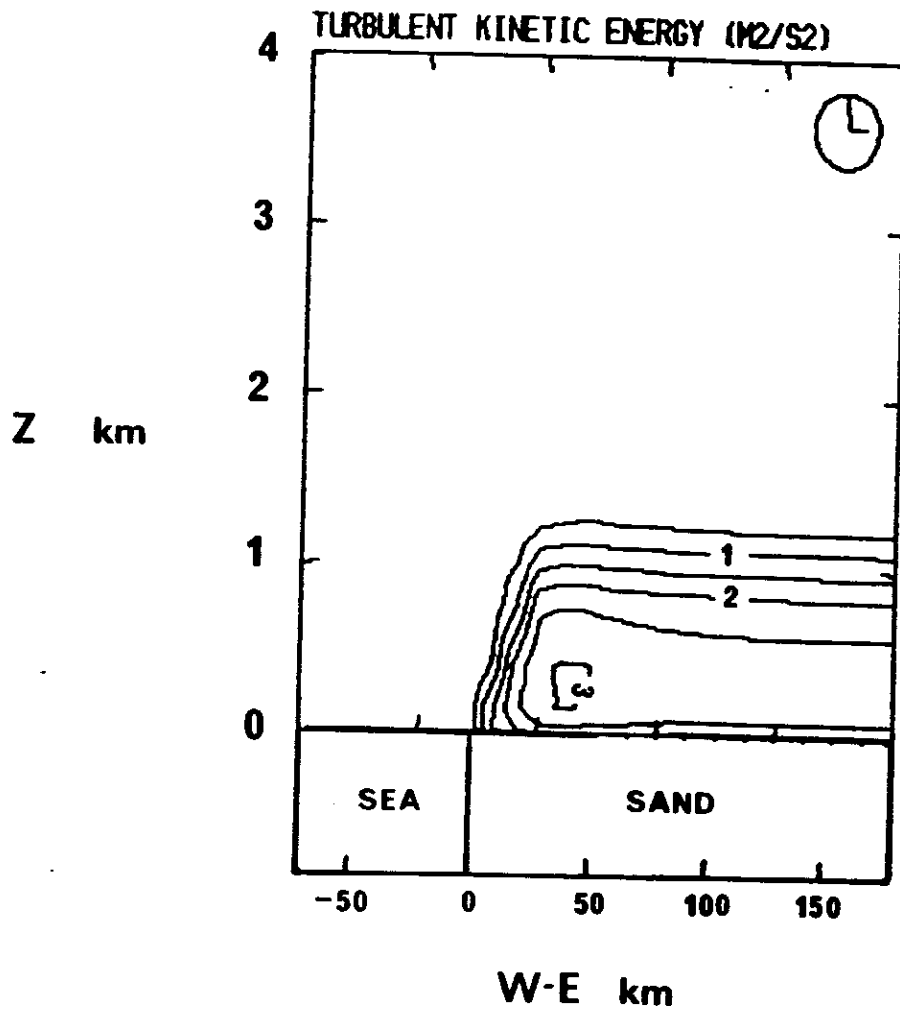


FIGURE 5

Coupe verticale du domaine de simulation présentant l'énergie cinétique turbulente (m^2/s^2) à 15 h LST pour le cas E1.

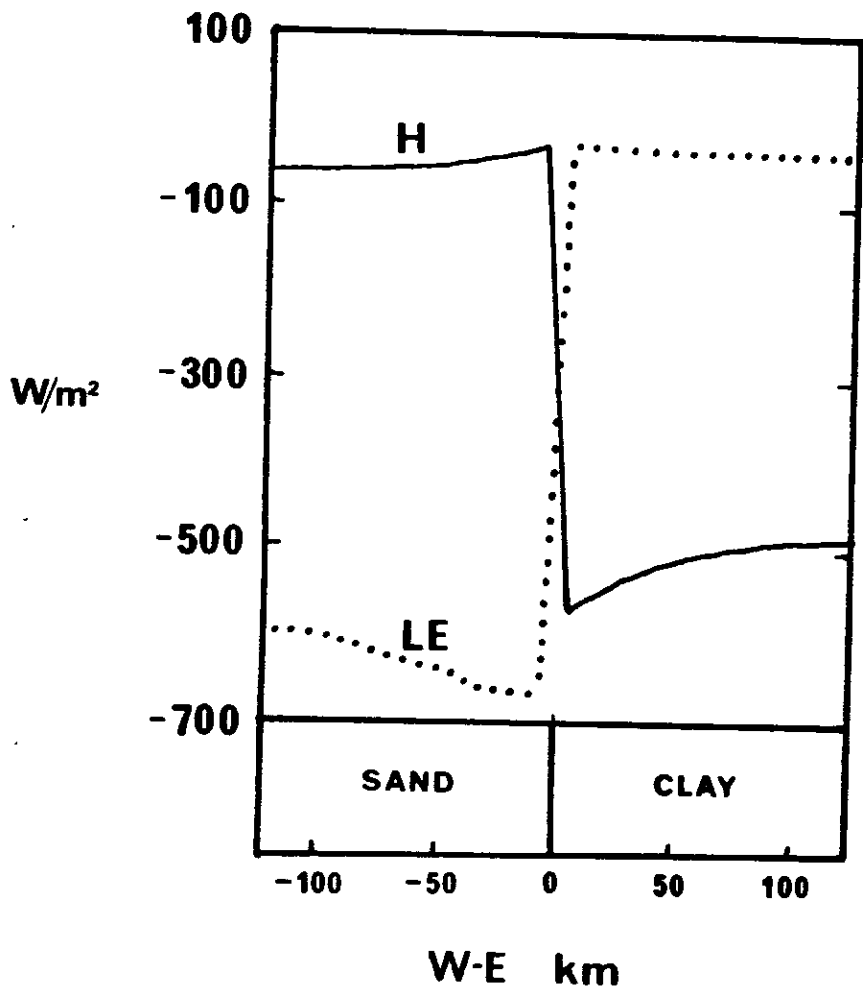


FIGURE 6

Flux de chaleurs sensible (---) et latente (—) en surface à 14 h LST pour le cas E2.

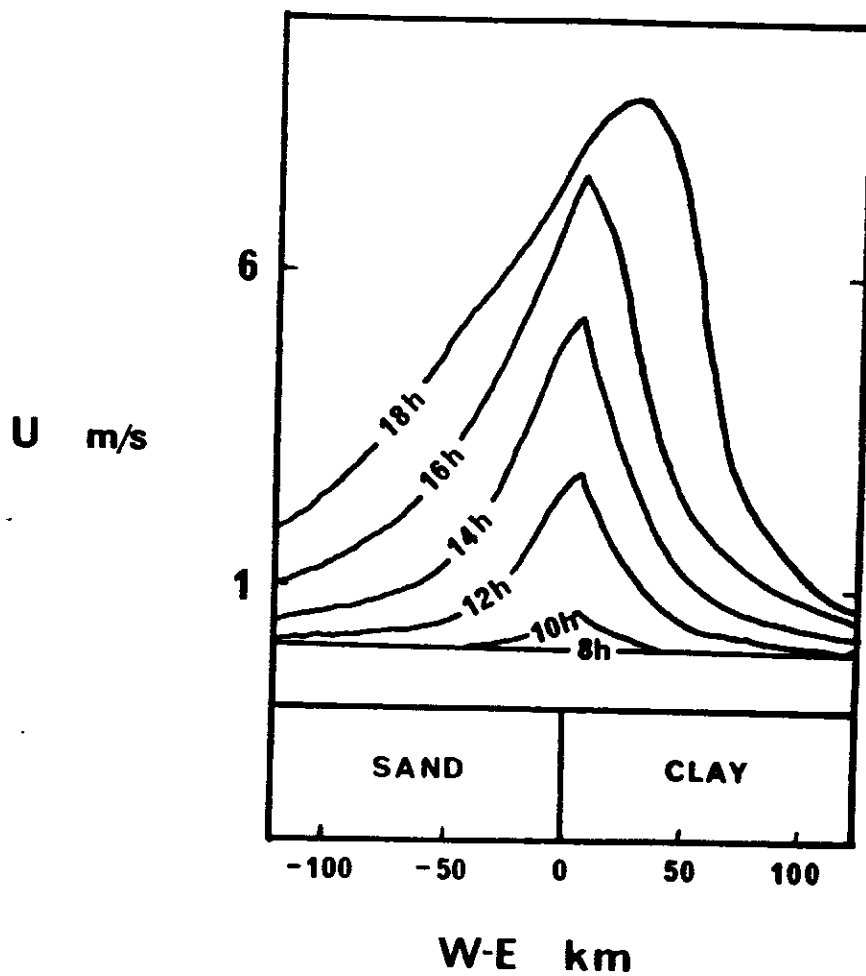


FIGURE 7a

Evolution du vent horizontal (m/s) à 150 m d'altitude
entre 8 h LST et 18 h LST pour le cas E2.

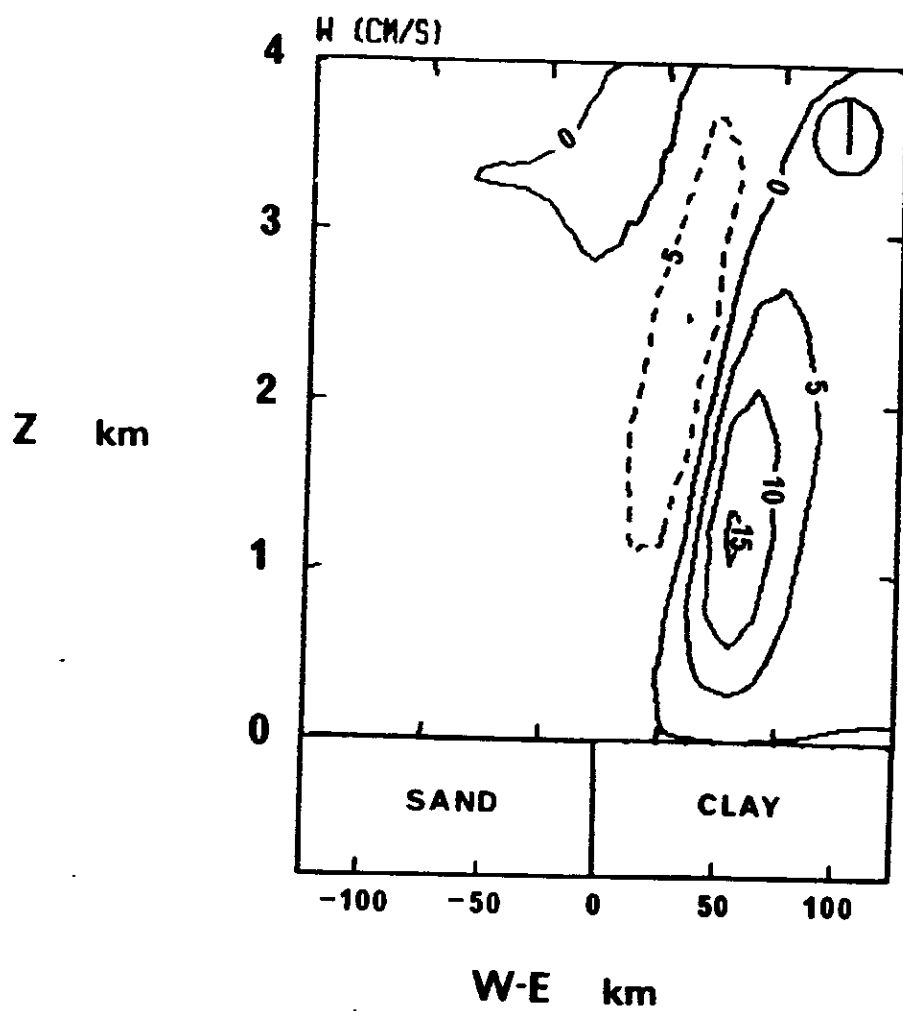


FIGURE 7b

Coupe verticale du domaine de simulation
présentant la vitesse verticale (cm/s) à 18 h LST pour le cas E2.

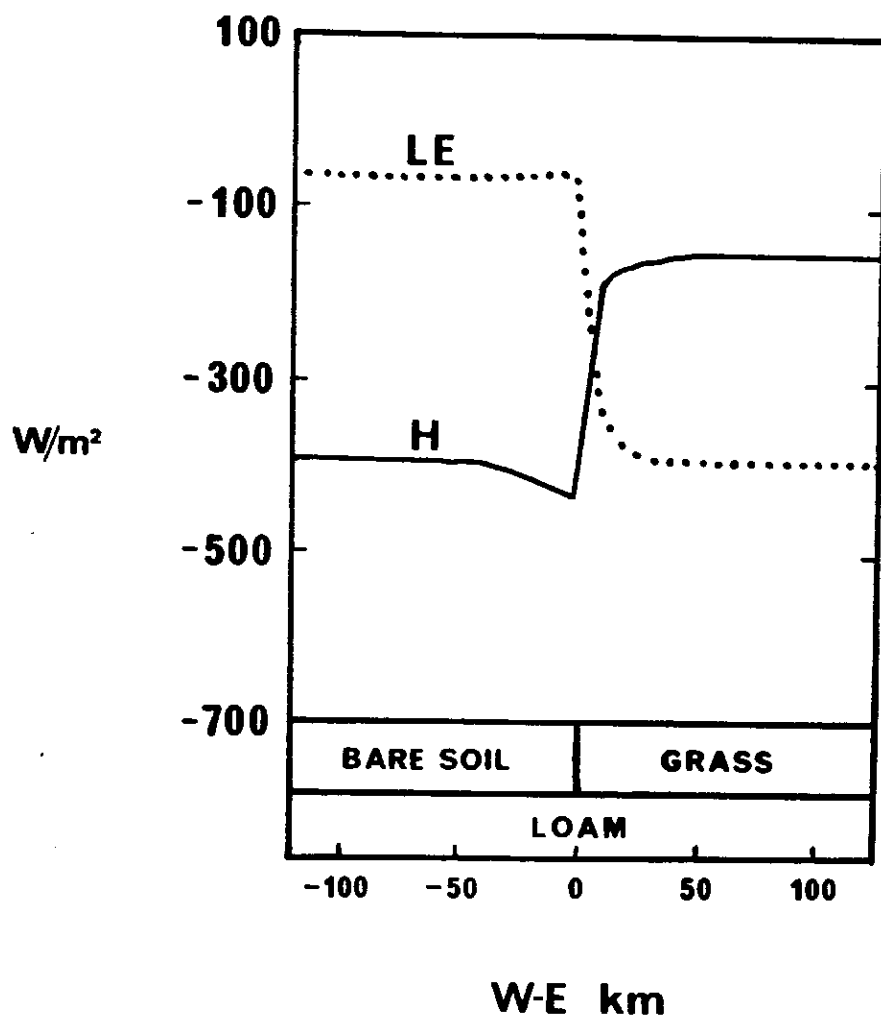


FIGURE 8

Flux de chaleurs sensible (---) et latente (—) en surface à 14 h LST pour le cas E3.

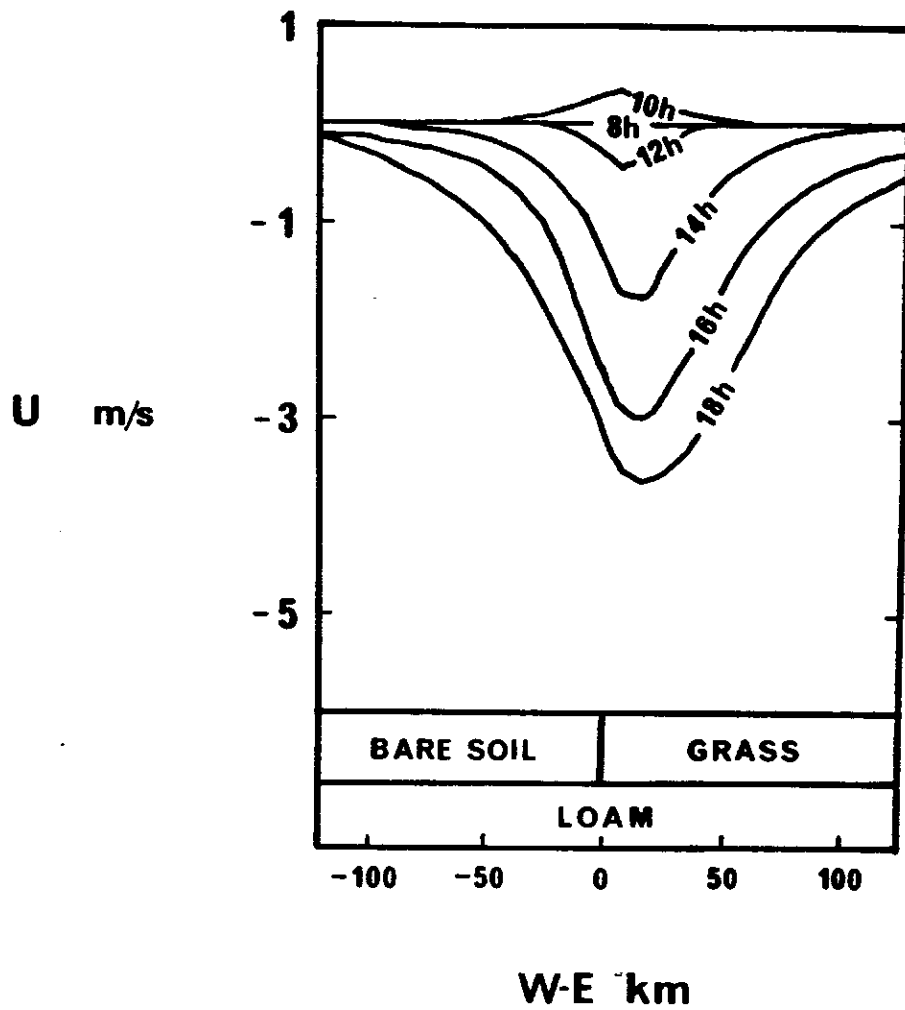


FIGURE 9a

Evolution du vent horizontal (m/s) à 150 m d'altitude entre 8 h LST et 18 h LST pour le cas E3.

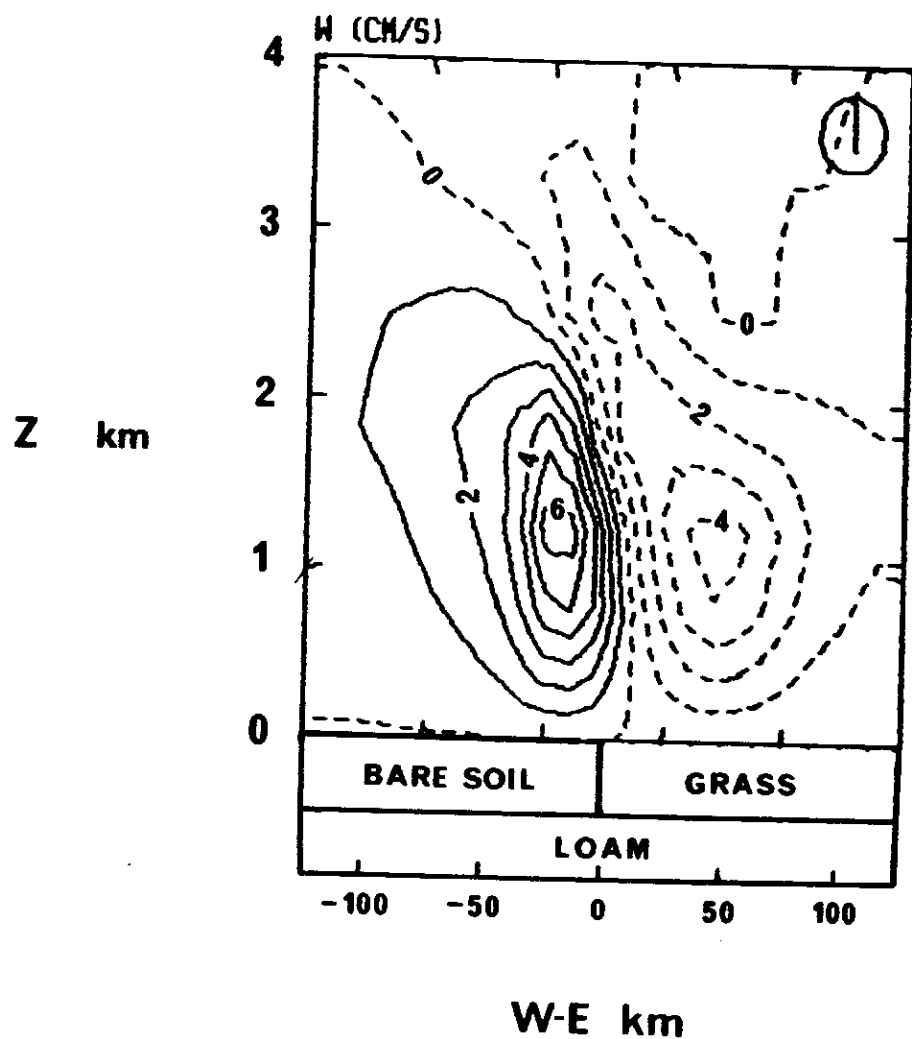


FIGURE 9b

Coupe verticale du domaine de simulation présentant la vitesse verticale (cm/s) à 18 h LST pour le cas E3.

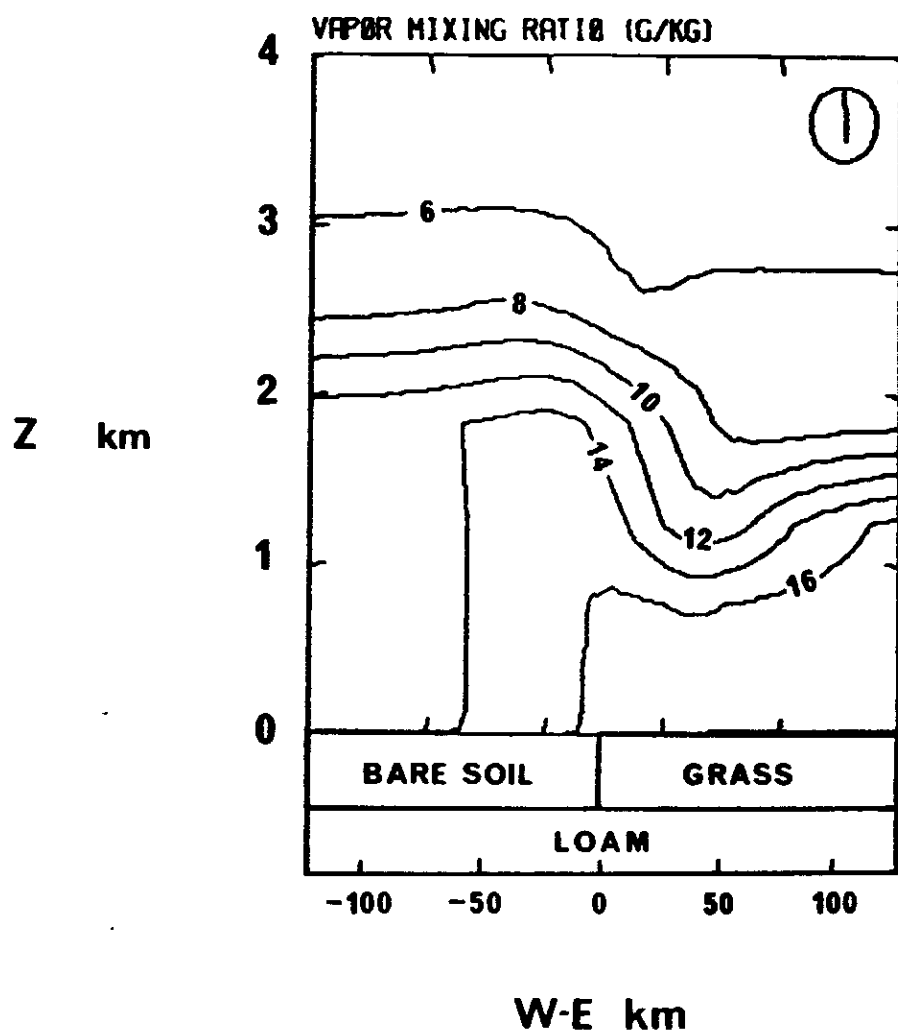


FIGURE 10

Coupe verticale du domaine de simulation présentant le rapport de mélange en vapeur d'eau (g/kg) à 18 h LST pour le cas E3.

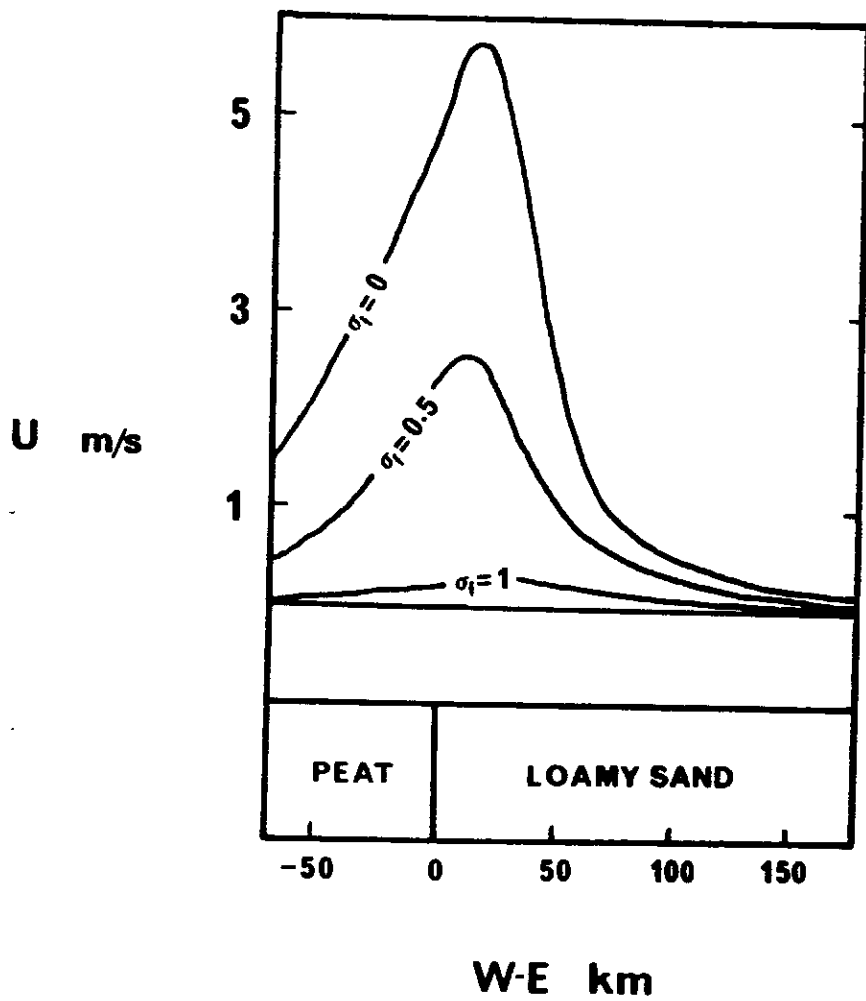


FIGURE 11

Evolution comparée du vent horizontal (m/s) à 150 m d'altitude entre 8 h LST et 18 h LST pour les cas E4 ($\sigma_f = 1$), E5 ($\sigma_f = 0,5$) et E6 ($\sigma_f = 0$)